

przegląd GEOLOGICZNY

Numer 1 (441)
STYCZEŃ 1990
ROK XXXVIII

ORGAN PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

KALEDONIDY ŚRODKOWEJ EUROPY – OROGENEM PRZESUWCZYM ZŁOŻONYM Z TERRANÓW

UKD 551.243:551.733.33/.734(4—191.2)

Między orogenem waryscyjskim i brzegiem starej platformy wschodnioeuropejskiej występuje pas młodej platformy epikaledońskiej. Fundament jej odsłania się na powierzchni jedynie w Górach Świętokrzyskich. Poza nimi jest on znany tylko z licznych otworów wiertniczych.

W literaturze pas ten od dawna nosi nazwę kaledonidów północno-niemiecko-polskich (15). Kaledoński charakter struktur orogenicznych przylegających do platformy wschodnioeuropejskiej od południowego zachodu nie był od początku XX w. kwestionowany (3, 36, 53, 54). Bardziej szczegółowa interpretacja geotektoniczna wiązała się z kolejno panującymi poglądami w tektonice. W 1981 r. W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski i H. Tomczyk wysunęli tezę o roli wielkiego uskoku przesuwczego w konstrukcji tego modelu dla kaledonidów europejskich (5, 6). Obecnie, gdy teza ta znalazła potwierdzenie w licznych pracach również poza Polską, powstała konieczność rozwinięcia jej, gdyż teoria tektoniki płyt wzbogaciła się o nowy model orogenu.

Przed przystąpieniem do dyskusji nad modelem pasa kaledonidów północno-niemiecko-polskich należy wyjaśnić problem ich przebiegu w Danii i na Morzu Północnym. Początkowo panował pogląd o przedłużaniu się czoła kaledonidów z Polski na północny zachód przez Skanię i północną Jutlandię. Następnie jednak, po wykonaniu głębokich wierceń w Danii, front kaledonidów przesunięto na południe od Zelandii i środkowej Jutlandii (13, 39, 52). Jednak jeszcze do niedawna dopuszczano możliwość interpretacji przebiegu łańcuchów orogenu kaledońskiego między linią Teisseyre'a-Tornquista i wałem Ringkøbing-Fyn w Danii (29, 55). Podobnie, bo przez północną Jutlandię i Skanię jest prowadzony front bajkalidów, określane jako krawędź platformy wschodnioeuropejskiej w pracach dotyczących międzynarodowej mapy SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (16, 55).

Ostatecznie rozstrzygnięto ten problem dzięki bardzo obszernym badaniom, wykonanym przez zespół geofizyków i geologów między tarczą bałtycką i północnoniemieckimi kaledonidami, EUGENO-S Working Group, z udziałem W. Brochwicza-Lewińskiego i A. Gutercha z Polski, a opublikowanymi pod kierunkiem A. Berthelsena (3). Udowodniły one, że na terenie Danii osady

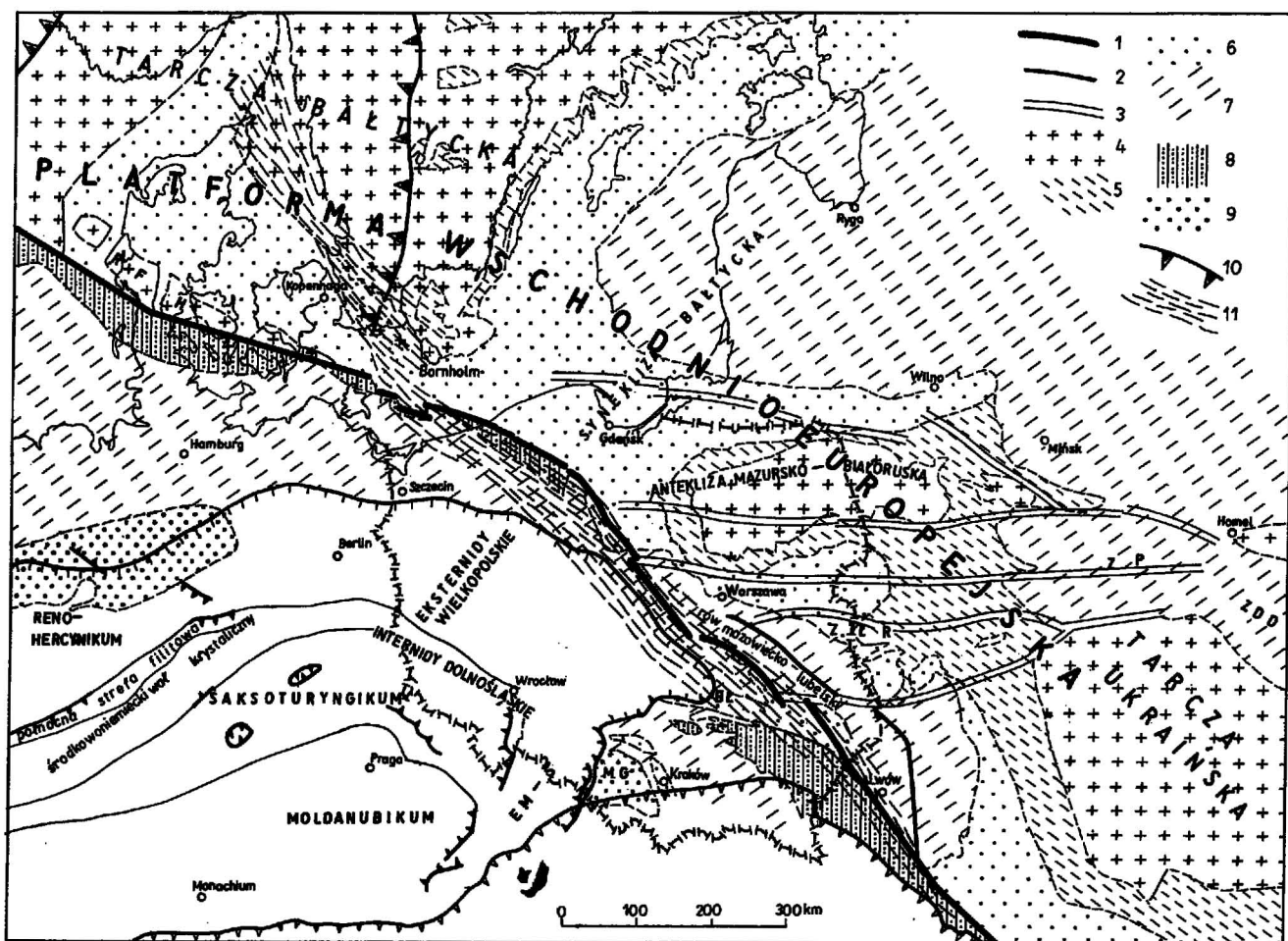
kambru, ordowiku i syluru leżą płasko, zaburzone jedynie uskokowo. Fałdowy natomiast i metamorficzny charakter mają te osady na południe od Ringkøbing-Fyn-High.

Potwierdził się więc pogląd o skręcaniu frontu kaledonidów w Zatoce Pomorskiej ku zachodowi. W cytowanej pracy poprawki wymaga prowadzenie linii frontu (CDF) w rejonie Rugii (3, s. 257, 265). Front ten przebiega na północ od półwyspu Rugii, nie przecinając go. Decydujące znaczenie mają tu wyniki głębokich otworów wiertniczych na tym półwyspie. W Arkonie weszły one w kilkutyśieczny kompleks sfałdowanego ordowiku (21).

Tak więc front kaledonidów (ryc. 1) przebiega słabo wygiętym łukiem przez obszar środkowej Europy. Jest on w kilku miejscach porożciniany i poprzysuwany uskokami przesuwczymi. W Polsce środkowej i południowej wiek tych uskoków jest wczesnowaryscyjski, w Zatoce Pomorskiej przesunięcia były czynne u schyłku orogenezy waryscyjskiej (38).

Podział na jednostki. Kaledonidy przedpola starej platformy cechuje duże zróżnicowanie stopnia deformacji, fałdowań, stopnia metamorfizmu, miąższości oraz charakteru osadów i magmatyzmu. Zróżnicowanie tych cech jest tak duże, że zmusza do podziału na jednostki, w obrębie których cechy te wykazują wyraźną stałość. Jest to więc kilka bloków, a raczej niezależnych mikro-płyt.

Jutlandia południowa i Morze Północne. Obszar tej jednostki przylega od południa do elewacji Ringkøbing-Fyn, zbudowanej z metamorfiku dalslandskiego przykrytego pokrywą mezozoiczną (3). Otwory wiertnicze, które weszły w starszy paleozoik, są rozmieszczone w niewielkiej odległości od elewacji, gdyż dalej na południe nadkład młodszy paleozoiku jest zbyt miąższy, by mogły one osiągnąć jego podłoże. Jak wynika z opisów (3, 14, 52), podłoże kaledońskie stanowią najczęściej fility i stromo stojące łupki zieleńcowe oraz granity. Wyniki badań litologicznych i datowań radiometrycznych wykazują mozaikowe rozmieszczenie, co jest zgodne z modelem strefy przesuwczej. Badania Ar/Ar wykazały, że przeważająca liczba pomiarów wieku radiometrycznego, odpowiadającego czasowi metamorfizacji, dotyczy późnego ordowiku (450–440 mln lat). Nieliczne wskazują na



Ryc. 1. Położenie obszaru Polski na tle tektoniki środkowej Europy w epoce waryscyjskiej

Fig. 1. Location of Polish area on tectonic scheme of Middle Europe in Variscian Epoch

1 – granica platformy wschodnioeuropejskiej, 2 – strefy uskoku Kocka i Litowierza – Rohatynia, 3 – strefy uskoku-zrutowe i przesuwce wczesnowaryscyjskie, 4 – fundament krystaliczny prekambryjski nie przykryty pokrywą osadową paleozoiczną, 5 – kadomsko-wczesnokałedońska pokrywa platformowa (wend + kambr dolny i środkowy), 6 – środkowo- i późnokałedońska pokrywa platformowa, na peryferii północnej masywu małopolskiego silnie zdyslokowana ruchami przesuwczymi, 7 – waryscyjska pokrywa platformowa, 8 – odsłonięte podłoże skonsolidowane terranów kałedońskich na przedpołu platformy wschodnioeuropejskiej, 9 – molasa przedgórska waryscydów, 10 – czoło kałedonidów skandynawskich (narożnik NW) oraz dalslandydów Szwecji Południowej, 11 – strefa uskokuów prawoskrętnych, przesuwczych ze schyłku karbonu

1 – boundary of East European platform, 2 – Kock and Litowierz – Rohatynia fault zones, 3 – Early Variscian dip-slip fault and wrench fault zones, 4 – Precambrian crystalline basement without Paleozoic cover, 5 – Cadomian-Early Caledonian platform cover (Vendian–Lower and Middle Cambrian), 6 – Middle and Late Caledonian platform cover, strongly dislocated by wrench movements in northern parts of Małopolska massif, 7 – Variscian platform cover, 8 – exposed consolidated basement of the Caledonian terranes within the East European platform foreground, 9 – foremountain molasse of Variscides, 10 – front of Scandinavian Caledonides (NW corner) and Dalslandides of southern Sweden, 11 – zone of the dextral wrench faults, dated at end of Carboniferous

pogranicze kambru i ordowiku (530–490 mln lat), a najmniej liczne są wartości górnosylurskie (420–400 mln lat). Mamy tu więc do czynienia z trzema zdarzeniami typu metamorfizacji orogenicznej.

420–400 wpływ późnej fazy skandynawskiej,

450–440 metamorfizm faz takoniskich,

530–490 „grampiańskich.

Pomorze. Jednostka pomorska jest udokumentowana wynikami wierceń wykonanych na pasie od Koszalina do Torunia (9–11, 22, 33, 37, 41, 43–45). Można tu też włączyć Rugię (21).

Ordowik nawiercono w 13 otworach. Reprezentują go iłowce i mułowce z rzadkimi wkładkami tufitów i przewarstwień dolomitycznych, a na Rugii również szarogłazów. Nie wykazują one śladów metamorfizmu. Ich wiek ustalono na podstawie makrofauny na karadok, miejscami na

landeil i lanwirn. Warstwy mają stromy upad 40–90°. Przypuszczalnie osady te mają bardzo dużą miąższość. R. Dadlez (9) stwierdził, że są to fałdy kompresyjne.

Sylur natrafiono również kilkunastoma otworami. Landower stwierdzono w dwóch otworach (Lutom 1, Toruń 1) jako iłowce z miką o równie stromych upadach jak warstwy ordowickie. Miąższości ich są też podobne. Natomiast warstwy wenloku mają już znacznie mniejsze upady, średnio 27° i nie przekraczają 45°. Są to również iłowce. W ludlowie wśród iłowców pojawia się facja mułowcowa, szeroko rozprzestrzeniona na przyległej części platformy wschodnioeuropejskiej, stanowiąca odpowiednik facji szarogłazowej w Polsce Południowej. Ludlow nawiercono w trzech otworach na kilkunastometrowych odcinkach. W dwóch (Nicponie 1 i Stobno 3) kąty upadów warstw wynosiły 15° i 30°, a w trzecim

(Stobno 1) — przypuszczalnie usytuowanym w strefie uskokuwej — były znacznie większe. Warstwy piętra przidoli, odpowiadające górnym warstwom siedleckim i warstwom podlaskim, są wykształcone w facji ilowcowej i upady ich były już znacznie mniejsze — przeważnie poniżej 10°. Miąższość warstw podlaskich można szacować na ponad 1000 m, gdy warstw wenloku i ludlowu nie jest znana. Jednostka tektoniczna pomorska podlegała więc ruchom orogenicznym późnotakońskim, na co wskazuje m.in. brak osadów aszgilu. Zdyslokowaniu — sądząc na podstawie skąpych danych — uległy również osady landoweru, w dużo słabszym stopniu — wenloku i ludlowu. W najwyższym sylurze ruchy ustały.

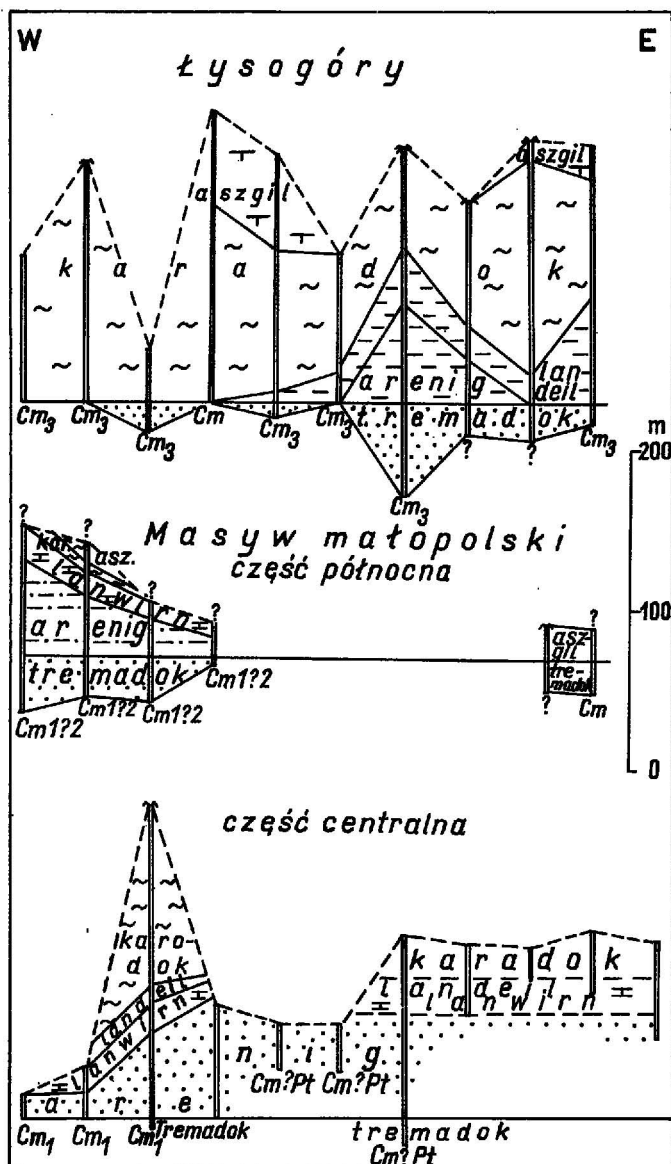
Łysogóry. Jednostka ta obejmuje obszar położony na południe od Kutna — pokrywający się z zasięgiem regionu łysogórskiego, wyznaczonym przez W. Mizerskiego (32). Na południu ogranicza ją dyslokacja świętokrzyska z jej wschodnim przedłużeniem w okolicy Biłgoraja. Jak wynika z analizy przeprowadzonej przez M. Szulczewskiego (50), a następnie J. Głazka (17), główną cechą tej jednostki jest platformowy charakter sedymentacji paleozoicznej. Stwierdzili oni, a ostatnio potwierdziły to szczegółowe badania W. Mizerskiego (32), że brak podstaw do uznania orogenicznego charakteru diastrofizmu kaledońskiego w fazach takońskich i skandynawskich w Łysogórach. Warstwy kambru górnego, ordowiku i syluru wykazują co prawda przeważnie strome nachylenia, ale są one zgodne z przylegającymi do nich warstwami dewonu i karbonu. Są one więc dyslokowane ruchami warwyscyjskimi (31—33). Nie ma natomiast pewności co do obecności fałdowań grampiańskich, gdyż zupełnie brak informacji o skałach starszych od górnego kambru.

Kambr górny reprezentują kwarcyty przechodzące ku górze w łupki ilaste i mułowce o przypuszczalnej miąższości 800—1800 m (35). Ordowik (46, 47) leży zgodnie na kambrze i jego miąższość wynosi 100—230 m. Brakuje całkowicie osadów lanwiru, a w zachodniej części hiatus rozszerza się na arenig i landeil. Tremadok jest rozwinięty w facji ilowcowo-piaskowcowej, arenig i landeil są wykształcone jako mułowce i wapienie oolityczne. Najbardziej miąższy jest karadok, reprezentowany przez łupki z graptolitami. Na nich leżą w ciągłości sedimentacyjnej osady margliste aszgilu. Osady sylurskie (46, 48, 49) w Łysogórach leżą na zerodowanej powierzchni aszgilu. Jest to landower w facji piaskowców, a wyżej — łupków graptolitowych zmiennej miąższości (7—45 m).

Osady wenloku, w tej samej facji łupków graptolitowych, mają miąższość znacznie większą. Ludlow zaczyna się podobnymi osadami, ale pojawiają się w nim przewrstwienia szarogłazów z materiałem piroklastycznym, które ku górze wypierają łupki graptolitowe (warstwy wydrysowskie) o miąższości 2000 m. W dolnym przidoli (warstwy rzepińskie dolne) szarogłazy stopniowo zanikają i ponownie zjawiają się łupki graptolitowe. W przidoli górnym (podlasie) brak już szarogłazów, a miąższość łupków wynosi 900 m.

Na północ od Łysogór sylur jest w jednostce łysogórskiej słabo poznany. W otworach wiertniczych Ciepeliów IG 1 i Lisów 1 pod Radomiem nawiercono nie zaburzone ruchami warwyscyjskimi warstwy górnego ludlowu i przidoli w takich facjach jak w Łysogórach. Upady w górnej części profilu, na odcinku przidoli, są zbliżone do poziomych, dołem — w ludlowie przekraczają 45°. Widać wyraźnie że tak jak i w jednostce pomorskiej — ruchy dyslokujące zanikały na granicy ludlow/przidoli.

Masyw małopolski w pierwotnym wyróżnieniu (40)



Ryc. 2. Ordowik na terranach: łysogórskim i masywu małopolskiego (wg 45, 46 i W. Moryca — inf. ustna). Liniami podwójnymi oznaczono profile otworów wiertniczych, na podstawie których oparto zestawienie. Wężyk na stropie oznacza granicę erozyjną osadów ordowiku w profilu otworu; Cm — kambr

Fig. 2. Ordovician on terranes of Łysogóry and Malopolska massif (according 45, 46, W. Moryc — personal information). Double lines marked the studied bore hole profiles. Wavy line at top points the erosional boundary of Ordovician deposits; Cm — Cambrian

obejmował obszar położony na południe od Gór Świętokrzyskich. Obecnie W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski, H. Tomczyk (7) zaliczają do masywu małopolskiego również południową — kielecko-łagowską część Gór Świętokrzyskich. Ku południu masyw jest przykryty nasunięciami Karpat. Jego wczesnopaleozoiczną strukturę tworzą warstwy najmłodszego prekambriu oraz dolnego i środkowego kambru, nad którymi płasko leżą warstwy ordowiku i syluru. Kambr (wyłącznie dolny i środkowy) jest znany z odsłonień w południowej części Gór Świętokrzyskich, na południe od strefy rozłamowej świętokrzyskiej oraz z ok. 100 otworów wiertniczych między tą strefą i Karpatami (23, 24, 27). Są to metaargility i metaaleuryty z tufitami, często typu szarogłazów, jak też arkozy oraz zlepieńce. Wykazują one anchimeta-

morfizm i są ustawione pod kątami na ogół przekraczającymi 45°.

Na kilkadziesiąt pomiarów radiometrycznych K/Ar (42), większość wskazała na wiek 560–480 mln lat, odpowiadający metamorfizmowi nie młodszemu od tremadoku. Dane te świadczą o młodokaedonim – grampiańskim wieku orogenu tworzącego fundament masywu małopolskiego (5–8, 40, 42). Nieliczne dane pomiarów radiometrycznych wskazywały na wiek 660–600 mln lat, co świadczy o kadomskim wieku metamorfizmu. Te dane pochodzą z wierceń położonych w środkowej części jednostki na zrębie bretońskim. Jest on więc zapewne odmłodzonym zrębem epigrampiańskim, odsłaniającym dzwignięte podłoże proterozoiczne.

Osady ordowiku leżą prawie płasko, niezgodnie na grampiańskim fundamencie. Są one w tej jednostce wyraźnie różne od występujących w jednostce łysogórskiej (46, W. Moryc – inf. ustna). Jest tu bowiem rozwinięta sedimentacja lanwiru, której na północy brakowało, oraz bardzo licznie występują tu luki erozyjne, dzięki ruchliwemu podłożu, podzielonemu siatką uskoku na bloki. Peryferie północne i wschodnie mają inaczej wykształcony ordowik niż środkowa część masywu. Na północy i wschodzie jest w pełni rozwinięty starszy ordowik. Osady tremadoku zaczynają się zlepianiami tremadoku środkowego, przechodzącymi w piaskowce arenigu, a wyżej w wapienie lanwiru. Karadok i aszgil są wykształcone szczerunkowo. Na wschodzie osady aszgilu spoczywają bezpośrednio na osadach tremadoku. W środkowej części masywu, do której zaliczam i okolice Zbrzy i Brzeziny, jest pełny rozwój osadów ordowiku. Miąższość arenigu osiąga tu 70 m, a karadoku (rozwiniętego jako ilowce z graptolitami) – nawet 110 m.

Sylur jest (46, 48, 49) bardzo nierównomiernie wykształcony. Ruchliwość bloków podłoża była nie mniejsza niż w ordowiku. W dolnym sylurze dominują facje ilowców graptolitowych. Brak piaskowców, występujących w dole landoweru w jednostce łysogórskiej. Landower ma maksymalnie 26 m miąższości i występują w nim liczne – różne w różnych blokach – luki sedimentacyjno-erozyjne. Wenlok, wykształcony podobnie, ma kilkakrotnie większą miąższość i mniejsze luki. Na granicy z ludlowem następuje zmiana sedimentacji. Wśród łupków ilastych graptolitowych pojawiają się wkładki szarogłazów. W ludlowie górnym zapanowuje całkowicie sedimentacja szarogłazowa, tak jak w jednostce łysogórskiej.

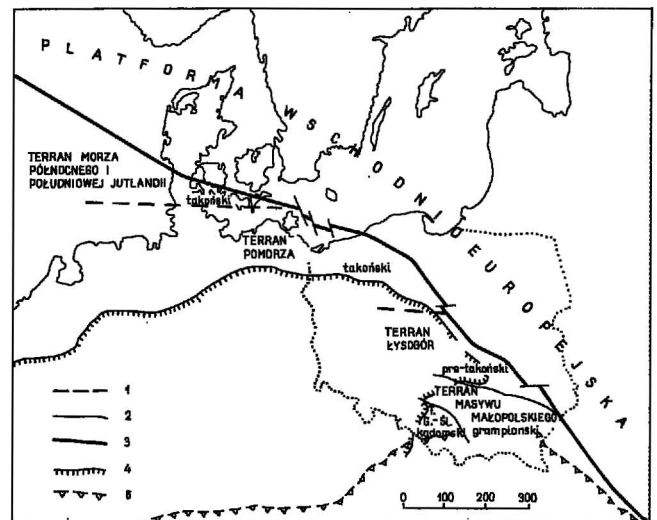
Masyw górnośląski jest jednostką tektoniczną najmniej zbadaną, stanowiącą podłoże karbońskiego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Fundament jej stanowią anchimetamorficzne fility, metapelity, metapsamity i metakonglomeraty silnie sfałdowane, leżące na podłożu krystalicznym o wyższym stopniu metamorfizmu (26). Przez analogię do innych obszarów można przyjąć, że fundament podlegał konsolidacji kadomskiej. Profil pokryw osadowej poznano przez wykonanie głębokich otworów wiertniczych w Goczałkowicach (25, 26, 34), Sosnowcu i innych. Na sfałdowanym fundamencie niezgodnie płasko zalegają piaskowce i mułowce dolnego kambru z trylobitami miąższości ok. 500 m. Na nich z dużą przerwą czasową leżą osady dewonu środkowego.

Terrany. Z przedstawionego opisu budowy jednostek kaedonim wynika, że miały one wybitnie różne cechy strukturalne, stratygraficzne i podlegały różnej ewolucji. Ważniejsze cechy zestawiono w tabeli. Położone obok siebie, były one ostatecznie konsolidowane w cyklach kadomskim, grampiańskim lub takońskim.

Pokrywa platformowa zaczynała tworzyć się na nich od kambru dolnego albo ordowiku, albo też syluru. Przejawy metamorfizmu były różne. Wszystko to wskazuje, że są to jednostki podległe czynnikom kształtującym je niezależnie w czasoprzestrzeni. Są one fragmentami większych jednolitych struktur, różniących się genezą i miejscem powstania; a więc są to terrany (12). Ostatecznie zadziałał na nie wspólny czynnik geodynamiczny, odrywający bloki od tych struktur, przesuwający je na znaczne odległości i przetasowujący. Tak powstał orogen przesuwczy kaedonimów północno-niemiecko-polskich,

ZESTAWIENIE RÓŻNIC
W BUDOWIE POSZCZEGÓLNYCH TERRANÓW

	Jutlandia Morze Płn.	Pomorze	Łysogóry	Masyw Małopolski	Górny Śląsk
metamorfizm	zieleńcowy głęboki	brak	brak	anchi- meta- morfizm	anchi- meta- morfizm
orogeneza kaedonimowa	takońska	bardzo silna	brak	brak	brak
	grampiańska	silna	?	bardzo silna	brak
orogeneza kadomska	?	?	?	bardzo silna	silna
miąższości ordowiku	bardzo duże	bardzo duże	200 m	mniej niż 100 m	0 m



Ryc. 3. Terrany kaedonimów północno-niemiecko-polskich

1 – przypuszczalne granice między terranami, 2 – ważniejsze uskoki przesuwcze rozgraniczające terrany południowe, 3 – krawędź platformy wschodnioeuropejskiej, 4 – zasięg orogenu waryscyjskiego, 5 – północna granica orogenu alpidów

Fig. 3. Terranes of North German-Polish Caledonides

1 – probable boundary of terranes, 2 – major wrench faults separating the south terranes, 3 – the East European platform margin, 4 – extension of Variscan orogen, 5 – northern boundary of Alpine orogen

taką budowę mają kaledonidy Wysp Brytyjskich (20) i waryscydy europejskie (1).

Są to terrany akrecyjne, a cały orogen jest oroginem kolażowym, o tektonice mozaikowej, powstałym z dosunięcia i przygnięcia (dokowania) terranów do krawędzi starej platformy. Czy są to terrany odkorzenie od podłoża, czy mikroptyty, cechujące się nie naruszonym profilem litosfery (12), tego nie można stwierdzić. Przeszkodą jest ich położenie w mobilnej strefie przedkrawędziowej, w której litosfera podlegała różnokierunkowym naciskom, przesunięciom i nasunięciom w epokach tektonicznych pokaledonskich. Również wzajemne ułożenie południowych terranów nie jest pierwotne, gdyż zostały one przemieszczone w epoce tektonicznej waryscyjskiej (7). Z tych względów, jak również z powodu braku analizy pierwotnego ich pochodzenia należy traktować je na razie jako „suspect terranes”.

Terrany masywu małopolskiego i Górnego Śląska cechuje w kambrze dolnym obecność biofacji holmiowej — właściwej dla szelfu otaczającego tarczą bałtycką. Zasięg tej biofacji musiał pierwotnie, przed ruchami przesuwczymi, sięgać daleko na zachód poza południk zerowy. Wymaga tego założenie modelowe uzasadniające daleki, co najmniej na odległość paru tysięcy kilometrów z zachodu na wschód, transport terranów w sylurze. Jest to zgodne z pochodzeniem terranów budujących obecnie terytorium Anglii — z jeszcze dalej na zachód położonych — Appalachów (4, 20). Na prawdopodobieństwo takiej interpretacji wskazują badania B. Zieglera (51), który w środkowym kambrze przedłuża zasięg fauny trylobitowej europejskiej, a właściwie bałtyckiej przez Atlantyk do Appalachów.

Strefy dzielące (kontakty terranów) — w części północnej nie są zbadane, a granice między terranami: jutlandzkim, pomorskim i łysogórskim są prowizorycznie wyznaczone między skrajnymi punktami dokumentacyjnymi (głębokimi wierceniami). Natomiast na południe granice są ściśle wyznaczone (7). Terran łysogórski oddziela od masywu małopolskiego uskoku przesuwczy świętokrzyski, głęboko zakorzeniony, co wykazały głębokie sondowania sejsmiczne (19). Odstąpienia w obszarze tej strefy nie oddają ściśle jej charakteru pierwotnego, gdyż w fazie górotwórczej młodowaryscyjskiej, w karbonie górnym uległa ona transpresji powodującej bardzo silne zdyslokowanie warstw, sięgające daleko na północ i południe od pierwotnego uskoku przesuwczego. Ruchom tym zawdzięczają całą dzisiejszą strukturę Góry Świętokrzyskie. Tylko ich część południowa, będąca częścią masywu małopolskiego, ujawnia wyraźnie wpływ orogenezy wczesnokaledonńskiej (grampiańskiej).

Charakter i geneza strefy kontaktu terranu masywu małopolskiego z terranem masywu górnośląskiego, zwana strefą fałdów krakowskich, była szeroko dyskutowana (7). W literaturze pojawiły się opisy przykładów analogicznych do niej struktur (20) z kaledonidów Irlandii, gdzie Highland Boundary Fault stanowi główny uskoku przesuwczy kaledonidów brytyjskich. W rejonie Ox Mountains w zachodniej Irlandii strefa uskoku jest szeroka na kilkanaście kilometrów, a w osi jej występuje intruzja granodiorytowa, podobnie jak w strefie fałdów krakowskich. Na podstawie oznaczeń Rb/Sr, określa się czas krystalizacji intruzji na 478 ± 12 mln lat. Zdaniem D.H. Huttona (20), uskoku jest nieco młodszy od tej intruzji; przypada na środkowy ordowik i po wenloku. Jest to zgodne z poglądami wyrażonymi w cytowanej pracy o ewolucji strefy fałdów krakowskich. Stwierdzony ten wiek intruzji granodiorytowej 346–366 mln lat

oznaczono na podstawie K/Ar i odpowiada on zamknięciu związanemu z późniejszym podgrzaniem i stygnięciem.

Czas przesuwu. Badania przeprowadzone niedawno nad magnetyzmem szczątkowym w skałach kambru dolnego, ordowiku i syluru górnego w północnej części masywu małopolskiego (4, 28) potwierdziły istnienie wielkiego, horyzontalnego przemieszczenia terranów kaledonskich Polski. Dały one również nowe podstawy do określenia czasu tego przemieszczenia. Stwierdzono w skałach kambru dolnego i ordowiku paleoinklinacje 78° i 74° . Podobne inklinacje mają skały tego wieku w masywie armorykańskim. Porównując te wyniki z odpowiednimi liczbami na platformie wschodnioeuropejskiej, M. Lewandowski (28) wnioskując, że masyw małopolski był w kambrze i ordowiku odległy od starej platformy o ponad 4000 km. Czas dosunięcia tego masywu do platformy określono za pomocą pomiarów paleoinklinacji w masywie małopolskim na górny sylur. Istnieje tu zgodność pomiaru paleoinklinacji w masywie małopolskim, wynoszącej $7-27^\circ$, z danymi odpowiednimi na starej platformie. Wskazuje to na lokalizację głównego przesunięcia w czasie między ordowikiem i późnym, ale nie najmłodszym sylurem.

W. Hutten (20) i R. Mason (29) stwierdzają, że w Skandynawii kolizja kończy się w ludlowie, po czym nastąpiło ostateczne spojenie Laurencji z Baltiką. Wtedy też wystąpił efekt przesuwczy przy ich południowej krawędzi, gdyż na południu trwała prawoskrętna rotacja Gondwany i bloków jej północnego przedpola. Główny przesuw i dokowania terranów w ludlowie odpowiada faktem stwierdzonym na terenie Polski. Młodsze od ludlowu osady przykrywają jednolicie terrany i brzeg starej platformy.

W pracach we współautorstwie z W. Brochwiczem i H. Tomczykiem z początku lat osiemdziesiątych (5, 6) przyjmowaliśmy jako czas przesuwu interwał między ordowikiem środkowym i sylurem górnym, a więc zgodnie z danymi paleomagnetycznymi. Jednak słaby ruch zaznaczył się jeszcze we wczesnym dewonie. Podobny czas przyjmuje D.H. Hutton (20). Z poglądem tym można się zgodzić tylko pod warunkiem, że skała przesunięcia w dolnym dewonie była bardzo mała, najwyżej około paru dziesiątków kilometrów. Wskazuje na to przebieg granicy w zasięgu osadów morskich dolnego dewonu w terranach i przyległej części starej platformy.

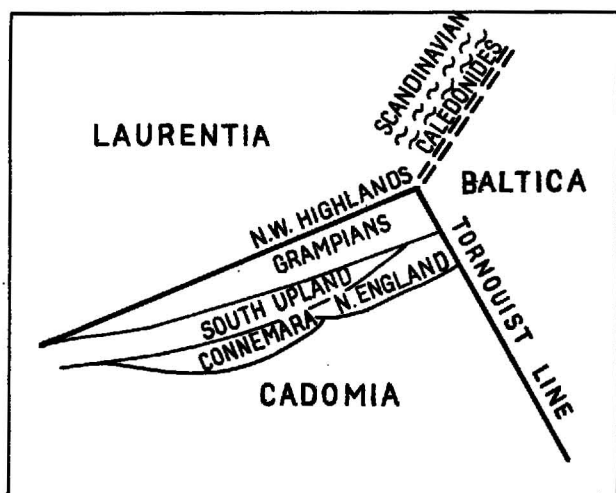
Jak pisaaliśmy (5, 6), od poziomu *leintwardinensis* środkowego ludlowu następuje wyraźne ujednolicenie facji na orogenie i platformie. Na wszystkich terranach rozwinęła się facja morskich osadów mułkowatych i szarowakowych z materiałem piroklastycznym z hieroglifami (43, 45, 49). Zdaniem K. Jaworowskiego (22) jest to facja fliszopodobna, a materiał zbiornika był transportowany z zachodu. Miąższości tych osadów w Łysogórach przekraczają 2000 m. Sięgają one na obszar starej platformy, zajmując tylko jej część brzeżną. Piaszczysto-arkozowy, a nawet zlepniowy, bardziej gruboziarnisty osad z większym udziałem materiału piroklastycznego obserwuje się w najbardziej na zachód wysuniętych odsłonięciach i wierceniach: pod Kielcami, Zawierciem i Krakowem. Rozwój basenu sylurskiego w zachodniej Europie wyraźnie wskazuje, że dosunięcie terranów do brzegu platformy było związane z dźwignięciem w zachodnim obszarze basenu, co spowodowało wynurzenie i denudację oraz transport materiału na wschód przedpola. Było to więc stadium molasowe (43, 45, 49).

Dźwignięcie orogenu na zachodzie było jednak związane z transgresją w stosunku do krawędzi starej platfor-

my, o czym świadczy znaczny stopień zdyslokowania warstw mułowcowych syluru. Na pomorzu (37, 45) są notowane upady $15-30^\circ$, a w otworze wiertniczym położonym przy samej krawędzi platformy Lisów pod Radomiem na terenie łysogórskim — $30-40^\circ$. W obszarach tych wyraźnie kąt upadu znacznie się zmniejsza w warstwach najwyższego syluru, gdzie zanikają mułowce. Transgresji podlega również strefa kontaktu terranów Kraków—Myszków, gdzie warstwy iłowców mają strome ustawienie. Sąsiadujący z nią terran górnośląski należał wtedy do obszaru wydzwigniętego i mógł być źródłem materiału warstw szarowakowych.

Model kaledonidów europejskich został naszkicowany na początku lat osiemdziesiątych (5–8), a rozwinięty w ostatnim czasie (3, 4). W pracy o kaledonidach Wysp Brytyjskich D.H. Hutton (20) nawiązuje do tych prac i zgadza się z tymi poglądami. Zakłada on sinistralną rotację Gondwany prowadzącą do ukształtowania orogenu przesuwczego na całym przedpołu zachodnim platformy wschodnioeuropejskiej. W świetle tego opracowania terrany Jutlandii południowej i Morza Północnego oraz Pomorza stanowią odpowiednik terranów Szkocji, położonych na południe od uskoku przesuwczego HBF. Ten ostatni może być przyjmowany jako przedłużenie uskoku krawędziotwórczego starej platformy.

Fundament tych trzech terranów nosi cechy takonidów. Natomiast dwa terrany kaledonidów Polski, łysogórski i masyw małopolski nie dadzą się w sposób prosty odnieść do modelu angielskiego. Nasuwa się tu tylko podobieństwo terranu łysogórskiego, z potężnie rozwiniętą sedymentacją sylurską, z Central Terrane (20) położonym na południe od Solway Line w Irlandii i Anglii. Stanowią one tam pozycję osiową Iapetus. Główna różnica budowy tych dwóch terranów kaledonidów Polski położonych na południe od terranu pomorskiego polega na ściśle platformowym rozwoju ordowiku. Iapetus nie obejmuje więc już tych terranów. Chcąc grampianidy masywu małopolskiego wiązać genetycznie z grampianidami szkockimi, trzeba by przyjąć daleko idące przetasowanie w trakcie ruchu przesuwczego



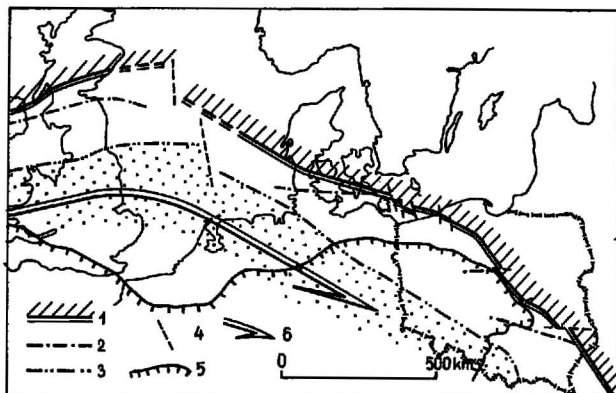
Ryc. 4. Model terranów ewolucji kaledońskiej NW Europy (wg 29, s. 825, fig. 2c, nieco uproszczona). Moment ewolucji odpowiadający mniej więcej Wenlockowi—Ludlowowi

Fig. 4. Terrane model of the Caledonian evolution of NW Europe (according 29, p. 825, fig. 2c — simplified). Evolution phase corresponds to Wenlockian—Ludlovian age

Natomiast terran górnośląski o konsolidacji kadomskiej pasuje bardzo dobrze do modelu przedstawionego zarówno przez D.H. Huttona (20), jak i R. Masona (29). Jest to część bloków litosfery, oderwanych prawdopodobnie dużo wcześniej od Gondwany. Należy do nich południowa Anglia (Midland Platform) i Walia, które stanowią południowe obrzeżenie terranów Iapetus. Oderwanie i przemieszczenie kadomskiego terranu górnośląskiego można by wiązać z ruchami schyłkowoproterozoicznymi (2).

Model R. Masona. W tym samym czasie co D.H. Hutton (20), przedstawił swoje poglądy na rozwój kaledonidów północnej Europy R. Mason (29). Przyjął on nieco inny model — węzła potrójnego (triple junction), z tym że kaledonidy brytyjsko-szkockie są interpretowane zgodnie z poglądami Huttona. Punkt węzłowy widzi R. Mason na Morzu Północnym. Od niego rozchodzą się trzy gałęzie kaledonidów. Część wschodnią, północno-niemiecko-polską wiąże z uskokiem Tornquista i używa terminu Tornquist Sea. Wykazał on daleko idące różnice petrologiczne, geochemiczne, charakteru subdukcji i obdukcji, jak również czasu ich działania między gałęzią brytyjską i skandynawską. Mimo że jego model należy uznać za alternatywny, to jednak (29, fig. 1, 2) w zestawieniu z przytoczonymi faktami z terenu Niemiec i Polski model nasz wydaje się znacznie lepiej uzasadniony.

Konkluzja. Kaledonidy północno-niemiecko-polskie nie dadzą się zinterpretować przy użyciu tradycyjnego modelu orogenu. Próby takie robiono stosując klasyczne



Ryc. 5. Schemat powstania akrecyjnego orogenu przesuwczego kaledonidów zachodniej i środkowej Europy

1 — północna granica kaledońskiego pasa dyslokowanego ruchem przesuwczym, 2 — granica terranów (w Anglii tylko Solway Line), 3 — południowa granica kaledońskiego pasa dyslokacji przesuwczej. Pole kropkowane — terrany? czy mikroplaty oderwane wcześniejszymi ruchami i mające platformowe wykształcenie starszego paleozoiku, 4 — ważniejsze uskoki przesuwcze waryscyjskie, 5 — granica waryscydów, 6 — kierunek ruchu południowego skrzydła przesuwu związanego z Gondwaną

Fig. 5. Origin scheme of the accretionary wrench orogen of Caledonides in Western and Middle Europe

1 — northern boundary of Caledonian belt, dislocated by shifting, 2 — terranes boundaries (Solvey Line in England only), 3 — southern boundary of shifting dislocation of Caledonian belt (dotted areas — terranes? or microplates, detached earlier and possessed Older Paleozoic deposits of platform type), 4 — major Variscan wrench fault, 5 — boundaries of Variscides, 6 — movement direction of southern side of wrench fault connected with Gondwanaland

podejścia teorii tektoniki płyt, przyjmując że są one wynikiem skośnej kolizji płyt (11, 12, 55). Nie tłumaczy ona faktu ogromnego zróżnicowania czasu fałdowań, stopnia zdyslokowania, stopnia metamorfizmu, inwentarza stratygraficznego poszczególnych dużych bloków orogenu. Jest to natomiast specyfiką orogenu kołazowego przesuwczego, złożonego z terranów, przetasowanych w trakcie przesuwu, zgarniętych i spojonych, zadokowanych, oderwanych od różnych, odległych struktur tektonicznych, a więc orogenu wyróżniającego się cechami, które — na przykładzie Gór Skalistych i Sudetów — podsumował ostatnio R. Dadlez (12).

Formacja górnosylurskich szarowak i mułków fliszopodobnych na tle układu strukturalnego i geodynamicznego schyłku orogenezy kaledonńskiej nie jest fliszem a formacją typu molasowego.

Na zakończenie należy podkreślić, że przedstawiony tu pogląd jest zgodny z trendem rozwoju myśli tektonicznej w Polsce. Jeśli porównamy najnowsze prace (3, 4, 8, 12, 18, 38, 54, 55), to znajdziemy w nich na to dowody. Rozumowanie dotyczące modelu orogenów paleozoicznych w Polsce stopniowo zbliża się do przedstawionej tu hipotezy. Nie oparły się jej już wcześniej środkowoeuropejskie hercynidy (1) i kaledonidy brytyjskie (20), teraz przyszedł czas na przemodelowanie kaledonidów północno-niemiecko-polskich.

L I T E R A T U R A

1. Badham J.P.N. — J. Geol. Soc. London, 1982 nr 139 s. 433—504.
2. Berthelsen A. — [W:] S.A. Galson, S. Mueller (Ed.), First EGT Workshop, The Northern Segment. Eur. Sc. Found. Strasbourg, 1984.
3. Berthelsen A. et al. — Tectonoph., 1988 nr 150 s. 253—348.
4. Brochwicz-Lewiński W. — Kwart. Geol., 1988 nr 1 s. 199—201.
5. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — C.R. Acad. Sci. Paris, 1981 nr 293 ser. II s. 855—858.
6. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Prz. Geol., 1981 nr 8 s. 385—397.
7. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Ibidem, 1983 nr 12 s. 651—658.
8. Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. — Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A — 13, 1984 s. 3—13.
9. Dadlez R. — Biul. Inst. Geol., 1974 nr 274 s. 49—87.
10. Dadlez R. — Kwart. Geol., 1978 nr 2 s. 269—301.
11. Dadlez R. — Prz. Geol., 1982 nr 6 s. 213—277.
12. Dadlez R. — Ibidem, 1983 nr 10 s. 553—560.
13. Dunning F., Watson J. — Zeit. Angew. Geol., 1977 vol. 23 nr 9 s. 365—470.
14. Frost R.T., Fitch F.J., Miller J.A. — Petrol. Geol. of the Cont. Shelf of N.W. Europe. London, 1981 s. 43—57.
15. Franke D., Znosko J. — Zeit. Angew. Geol., 1988 vol. 34 nr 2 s. 34—36.
16. Garecki R.G., Zinovenko G.V. — Ibidem, 1986 vol. 32 s. 258—262.
17. Głazek J. et al. — Acta Geol. Pol., 1981 nr 3—4 s. 232—250.
18. Grocholski A. — Prz. Geol., 1987 nr 5 s. 244—247.
19. Guterch A., Kowalski T.J. et al. — Przew. 48 Zjazdu PTG, Starachowice. Wyd. Geol., 1976 s. 52—58.
20. Hutton D.H.W. — Geol. Mag., 1987 vol. 124 nr 5 s. 405—425.
21. Jaeger H. — Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geolog., 1967 vol. 12 nr 1/2.
22. Jaworowski K. — Acta Geol. Pol., 1971 nr 4 s. 519—571.
23. Karnkowski P., Głowacki E. — Kwart. Geol., 1961 nr 2 s. 372—419.
24. Kiciuła J., Wizer T. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1970 nr 1 s. 111—129.
25. Kotas A. — Prz. Geol., 1973 nr 1 s. 37.
26. Kotas A. — Przew. 54 Zjazdu PTG, Sosnowiec. Wyd. Geol., 1982 s. 45—72.
27. Kowalczewski Z. — Przew. 53 Zjazdu PTG, Kielce. Wyd. Geol., 1981 s. 7—19.
28. Lewandowski M. — Kwart. Geol., 1987 nr 4 s. 543—556.
29. Mason R. — Geology, 1988 vol. 16 nr 9 s. 823—826.
30. Mizerski W. — Acta Geol. Pol., 1979 vol. 29 nr 1 s. 1—38.
31. Mizerski W. — Ibidem, 1981 vol. 31 nr 3—4 s. 251—272.
32. Mizerski W. — Prz. Geol., 1988 nr 1 s. 46—52.
33. Modliński Z. — Pr. Inst. Geol., 1987 vol. 119 s. 10—12.
34. Orłowski S. — Acta Geol. Pol., 1975 vol. 25 nr 3 s. 431—448.
35. Orłowski S. — Przew. 53 Zjazdu PTG, Kielce. Wyd. Geol., 1981 s. 19—26.
36. Pożaryski W. — [W:] Geology of Poland. Vol. IV Tectonics. Wyd. Geol., 1977 s. 175—207.
37. Pożaryski W. — Pr. Inst. Geol., 1987 vol. 119 s. 174—186.
38. Pożaryski W. — Prz. Geol., 1986 nr 3 s. 117—127.
39. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. — Ibidem, 1982 nr 11 s. 569—574.
40. Pożaryski W., Tomczyk H. — Biul. Inst. Geol., 1968 nr 237 s. 13—27.
41. Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W. — Prz. Geol., 1982 nr 12 s. 658—666.
42. Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W. — Bull. Acta Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 1981 nr 2 s. 167—174.
43. Tomczyk H. — Kwart. Geol., 1980 nr 2 s. 421—422.
44. Tomczyk H. — Pr. Inst. Geol., 1983 vol. 103 s. 72—77.
45. Tomczyk H. — Ibidem, 1987 vol. 119 s. 12—16.
46. Tomczyk H., Tomczykowa E. — Univ. Wales Press Cardiff, 1976 s. 327—347.
47. Tomczykowa E. — Pr. Inst. Geol., 1968 t. 54 s. 64—85.
48. Tomczykowa E. — Biul. Inst. Geol., 1988 nr 359 s. 21—41.
49. Tomczykowa E., Tomczyk H. — Przew. 53 Zjazdu PTG, Kielce. Wyd. Geol., 1981 s. 42—57.

50. Szulczewski M. — *Prz. Geol.*, 1977 nr 8—9 s. 428—432.
51. Ziegler B. — *Jh. Ges. Nat. Würt. Stuttgart*, 1971 nr 126 s. 222—243.
52. Ziegler P.A. — [W:] *Petroleum geology of the Continental shelf of NW Europe*. London, 1981.
53. Znosko J. — *Biul. Inst. Geol.*, 1965 nr 188 s. 5—72.
54. Znosko J. — *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 1985 nr 1—3 s. 25—30.
55. Znosko J. — *Prz. Geol.*, 1987 nr 1 s. 3—8.

SUMMARY

The North German-Polish Caledonides belt lays between Variscian orogen and margin of the East-European platform. W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski, H. Tomczyk (5, 6) in 1981 advanced an opinion that this orogen had formed in result of giant Silurian wrenching. The wrench movement detached the SW part of lithosphere under Middle Europe, forming the East-European platform, and pushed it far to SE in recent Alpine area. The blocks detached from Appalachian region were moved on their places in Germany and Poland.

Some new conceptions of the European Caledonides and Hercinides model (1, 20, 29) were proposed from time of mentioned hypothesis. According them these belts were wrench orogens, formed in spite of concentration and joining the removed terranes. Such features characterize the North German-Polish Caledonides. Now any discussion about Middle European Caledonides, basing on relicts of Caledonian orogens within Hercinides, should be carefully continued because of their unsure primary location.

The five terranes of the North German-Polish Caledonides were distinguished. The terrane of Southern Jutland and adjacent part of North Sea characterizes with 3-stage metamorphism: most common stage (450—440 Ma) of Late Ordovician age corresponds to the Taconian phase, common stage (530—490 Ma) is connected with Early Caledonian movements (Grampianides) and the rare last one (420—400 Ma) was regarded by A. Berthelsen (3) as "old imprint corresponds to the Late Caledonian-Scandian orogenic phase". The lack of metamorphism, strong movements of Taconian orogenic phase and weaker of Scandian one characterize the Pomorze terrane. The Łysogóry terrane has unknown basement of Younger Cambrian age, on which the primary platform-type deposits were horizontally arranged, later dislocated by Variscian movements. The Małopolska terrane was subjected to strong Grampian movements with weak but distinct metamorphism (560—480 Ma). The undisturbed Ordovician-Silurian deposits of other platform type lie there and some data point there the Cadomian metamorphism (660—600 Ma). Similar age is the Upper Silesia terrane.

The paleomagnetic investigations from the Małopolska terrane (4, 28) proved that Early Cambrian-Ordovician paleoinclination was 78—74° but in Late Silurian — 7—27°. Comparing these results with paleoinclination data from the East-European platform M. Lewandowski (28) concluded that before Late Silurian this terrane was about 4000 km farther from recent position. All these data proved an existence of the huge shifting event, dating it precisely. The studies of D.H. Hutton (20) and R. Mason (29) suggest that main kinetic movements took place in Wenlockian and Ludlovian ages. This is

confirmed by data from Poland where the beds younger than Early Ludlovian were continuously deposited on terranes and adjacent part of the East-European platform, covering that giant dislocation zone. These beds have some flysch features (22, 45, 53) but should be qualified as molassa within orogenic cycle. Their sedimentary characteristics and significant thickness are connected with the uplifting and erosion in last pulling phase, so called "terrane docking" (3, p. 268).

An enormous differentiation of terranes indicates that they were detached from various orogens and shuffled during transport. The Upper Silesia terrane came from southern border of Iapetus Ocean and contains, together with the Małopolska terrane, the Holmia faunas, typical for shelf surrounding the Baltic shield. This shelf with its biofacies was primarily extended far to West beyond the zero meridian. These data were deduced from the terrane model for Silurian Epoch, founding that terranes were transported by shifting on distance of several thousands kilometers. The connections of English terranes with the Appalachian belt, placed far to West confirmed this conception (4, 20).

РЕЗЮМЕ

Между варисским орогеном и краем Восточно-Европейской платформы находится полоса северных германско-польских каледонид. В 1981 г. В. Брочвич-Левиньски, В. Пожарыски и Х. Томчик (5, 6) выразили мнение, что этот ороген образовался в результате большого силурийского перемещения. Движение оторвало юго-западную часть литосферы территории средней Европы, представляющую собой Восточно-Европейскую платформу, перемещая ее к ЮВ, далеко в пределы современных альпид. На ее месте в Германии и Польше находятся блоки, оторванные из района Аппалачей. С того времени, когда была поставлена эта гипотеза, произошел значительный прогресс в определении модели каледонид и герцинид Европы (1, 20, 29), которые оказались орогенами сдвиговых перемещений, образованными вследствие скопления и скрепления разнообразных и перетасованных терранов. Такими свойствами характеризуются северные польско-германские каледониды. Одновременно необходима большая осторожность в формулировании выводов касающихся каледонид средней Европы на основании остатков каледонид в герцинидах, их первичное положение мало читабельно.

Можно выделить 5 терранов северных польско-германских каледонид. Терран южной Ютландии и прилегающей к ней части Северного моря характеризуется метаморфизмом в трех фазах: чаще всего встречаемый (450—440 Ma) — позднеордовикский, соответствует таконской фазе; более редкий (530—490 Ma) — это раннекаледонские движения — грампаниды; спорадически встречаемый (420—400 Ma) это, как пишет А. Бертельсен (3), „древние движения, соответствующие позднекаледонско-скандинавской орогенической фазе”.

Второй терран Поморья характеризуется отсутствием метаморфизма, присутствием сильных движений таконской фазы и более слабых движений — скандинавской орогенической фазы. Третий — Лысогурский терран имеет неразведанный раннекембрийский фундамент, на котором залегают отложения платформенного характера, сперва плосколежащие,

подвергнутые лишь вариским дислокациям. Терран Малопольского массива был подвергнут сильным грампиянским движениям со слабым но четким метаморфизмом (560—480 Ма). Ордовикские и силурийские отложения также платформенного характера, но иначе развитые чем предыдущие, лежат ненарушенные. Немногие данные указывают здесь также на кадомский метаморфизм (660—600 Ма). Верхнесилезский терран, вероятно, того же возраста. Метаморфический фундамент прикрыт платформенными плосколежащими осадками раннего кембрия.

Новые данные были получены в результате проведенных на терране Малопольского массива палеомагнитных исследований (4, 28). Они доказали, что палеоинклинация раннего кембрия и ордовика равняется там $78-74^\circ$, но позднего силура $7-27^\circ$. М. Левандовски (28), сравнивая эти результаты с палеоинклинацией пород на Восточно-Европейской платформе, приходит к выводу, что перед поздним силуром этот терран был удален от своей современной позиции свыше 400 км. Это подтверждает существование большого перемещения, определяя во времени это событие. Как следует из рассуждений Д.Х. Хаттона (20) и Р. Мейсона (29), кинетика имела место главным образом в венлоке и лудлове. Указывают на то также данные из территории Польши, где слои моложе

раннего лудлова осажжены одинаково на терранах и прилегающей части Восточно-Европейской платформы, переходя на эту большую дислокационную зону. Они обнаруживают некоторые свойства близкие флишу (22, 45, 53). Но они не являются флишем, их можно скорее причислить в цикле развития орогена к молассе. Седиментационный характер и значительная мощность связаны с приподнятием и эрозией в последней фазе стыковки терранов (3, с. 268).

Огромная дифференциация терранов указывает на то, что они были оторванные из разных орогенов и перетасованные во время транспорта, а Верхнесилезский терран происходил вероятно из южного окаймления океана Иапета. Он, как и терран Малопольского массива содержит гольмиевую фауну, характерную для шельфа, окружающего Балтийский щит. Шельф с этой биофацией, по-видимому, первоначально должен растягиваться далеко на запад за нулевой меридиан. Этого требует модельное предположение, обосновывающее далекий транспорт терранов на расстояние не меньше нескольких тысяч километров с запада к востоку перемещающим движением в силуре. Это согласуется с происхождением терранов Англии с еще дальше расположенных к западу Аппалачей (4, 20).